



TITLE:

2-7 「気圧微変動」のその後:大地震、津波、火山大爆発などから発生した気圧波 (2. 戦後の京大地球物理学研究)

AUTHOR(S):

三雲, 健

CITATION:

三雲, 健. 2-7 「気圧微変動」のその後:大地震、津波、火山大爆発などから発生した気圧波 (2. 戦後の京大地球物理学研究). 京大地球物理学研究の百年(II) 2010, 2: 45-54

ISSUE DATE:

2010-10-25

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/169900>

RIGHT:

「気圧微変動」のその後

－ 大地震、津波、火山大爆発などから発生した気圧波 －

三 雲 健 (1953 年卒)

第1回研究会で、山元龍三郎先生が“気圧微変動”(京大地球物理研究の百年, p. 18)の最初の研究を話され、これに関連して[大気変動]の議論(pp.27-28)があった。その後50年以上を経て、この先駆的研究がどのように発展して来たかを辿ってみたい。その後の研究は多方面に拡がり、“京大地球物理研究の百年”の範囲を超えるが、このうち特に副題に挙げた初期から2006年頃までの研究を紹介する。これは本来、大気圏物理学の分野であり、畑違いの地震学分野の筆者が言及するのは甚だおこがましいが、筆者は1964年のAlaska地震の際に発生した気圧波の解析に際して、山元先生のご指導を仰ぎ、それ以来、大地震に伴った気圧波の発生と伝播に興味を持って来たので、お許しを頂きたい。最近では、気圧波伝播の問題は大気圏内だけに止まらず、固体地球、大気圏、電離層相互間の interaction の問題として議論されることも多い(例えば、Tanimoto & Artru-Lambin, 2007; Lognonné, 2010)。

このうち1つの場合は、source が固体地球にある場合で、地表面に近い大規模空中爆発、地震、火山爆発などから発生した直接の気圧の擾乱が気圧波として大気圏や電離層へ伝播する場合であり、副次的にはこれから生じた地表付近を伝播する Rayleigh 波や、海面に生じた津波の伝播がさらに気圧波を誘起させる場合である。第2の場合は、source がもともと大気圏にある場合で、気温、気圧の変動や強風による波浪などの海面の擾乱が地球表面に脈動 microseism ($\sim 0.1 - 0.4$ Hz) と、これに同期する気圧の小さい擾乱 microbarom を生じさせる場合、さらには長期間の常時地球自由振動 Hum($\sim 2 - 7$ mHz)を生じさせる場合であるが、これらの紹介は別の機会に譲り、ここでは主として固体地球側から見た第1の場合を述べることにしたい。

1. 気圧波の初期の観測と大気構造にもとづく理論

気圧波の伝播の最初の例としてよく知られているのは、1883年のインドネシアの Krakatoa 火山の爆発によるもので、この波はオーストラリアや北米大陸の8個所で観測された(Symons, 1888)。次いで1908年にシベリアの Tunguska に落下した巨大隕石の爆発によって生じた気圧波がロシアとヨーロッパの観測点7個所で観測されたが(Whipple, 1930)、実際の爆発高度は約8 km と推定されている(Ben-Menahem, 1975)。

これらの現象に関連した気圧波伝播の初期の理論は Pekeris(1948)や Scorer(1950)によって提出された。この時の理論は一樣な等温大気や、一定の温度逓減を持つ下層大気とそれより上部に等温層を持つ2層構造にもとづくものであった。

1954年には、核爆発によって生じた気圧波が初めて Yamamoto(1955, 1956)によって観測され、初めに述べたように日本語では“気圧微変動”と名付けられた。このような爆発による気圧波はその後も引き続いて観測され、1952年からの5年間に18例あったことが報告されている。これらの波動は250 - 370 m/s の伝播速度を持ち、卓越周期が5 - 0.7 min のグループと、2 min 以上の周期を持たないグループの2つに大別され、波長は5 - 100 km と推定されている(Yamamoto, 1957)。このような気圧波伝播の理論に関しては、山元先生自身が提出された2つのモデルがあるが、1つは Pekeris のモデルに近い2層モデルでは観測された1.5 min より短周期の波形を説明出来ないことが明らかになった。もう一つは高度10 km までは温度が逓減し、次の30 km までは温度一定、さらに50 km までは温度増加に転じ、これより上層は温度一定という4層構造モデルで、これに対する周波数方程式の数値解から2.5 min で極小値を持つような内部重力波の群速度の分散曲線が得られている(Yamamoto, 1957)。これによって、観測された1.5 min より短周期の波形と、さらに5 min 程度の周期の両方の波形の説明が可能になった。これらの結果はこの後、一方では高層大気への重力波の伝播と、他方では下層大気中の高周波 infrasound の伝播と地球表面近くでの発生源の研究に端緒を開くものであった。この時期には、ほぼ一樣な等温大気モデルにもとづく理論(Hunt *et al.*, 1960; Hines, 1960)も提出されているが、その後 Weston (1961)は温度分布が垂直方向に連続的に変化する、次の ARDC モデルに近い大気中を伝播する気圧波の理論を扱い、固有周波数と固有関数

を導出している。

なお 1958 年には京大 IGY の地磁気世界資料センターの解析から、8 月 1 日と 12 日の両日 Hawaii の Honolulu 観測所で、Johnston Island 上空での核爆発によると思われる地磁気変化があったことが見出された。最初の変化は 4~5 min 継続する振幅 8γ 程度、これに続く主要な位相は周期 20 min、振幅 40γ 程度の変化で、高速で伝播した初期衝撃波の後方でのイオン化現象によるものと解釈されている(Maeda, 1959)。

2. 標準的温度分布を持つ大気中の気圧波伝播

1960 年代の初めには、ARDC Standard Atmosphere(Wares *et al.*, 1960)と呼ばれる大気中の温度の標準的な高度分布が明らかにされた。この分布は地球上の緯度、季節、風速によって多少変化するが、地表から高度とともに温度が減少する troposphere、温度が増加に転ずる stratosphere、再び温度が減少する mesosphere を経て、高度 100 km 以上で温度が急激に増加する thermosphere に分かれる。この温度分布はその後、高度約 500 km までの電離層を含んだ高層大気に対する CIRA モデル(Yeh & Liu, 1974)や MSISE モデル(Hedin, 1991)に拡張されたが、高度 200 km 以下の大気構造に関しては標準モデルとあまり大きい差はない。このような複雑な温度構造を持つ大気中を伝播する気圧波の理論的取り扱い、Press & Harkrider (1962)、Pfeffer & Zarichny (1963)、Harkrider (1964)らによって行われた。これらの研究では、このような温度構造を、厚さ数 km の等温層から成る水平多層構造（実際の計算では 39 層）に分割し、各層の境界面では上下方向の圧力と温度（したがって音波速度）が連続、高度 220 km で半無限の等温層または自由表面に接し、地表面では剛体に接するという境界条件を適用する。大気密度は地表からの高度とともに exponential に減少することを仮定している(Press & Harkrider, 1962)。これらの条件を満足するマトリクス連立方程式を解くことによって、この大気中を伝播する気圧波の acoustic mode S_0, S_1, S_2 や gravity mode GR_0, GR_1 など各モードの群速度と位相速度が周期の関数として得られた(Press & Harkrider, 1962)。さらに地表の source とある距離にある観測点に対するこの大気の動的な response を spectral amplitude の形で求め、これらを考慮することにより、任意の観測点に対する acoustic-gravity wave の波形の計算が可能になった(Harkrider, 1964)。Harkrider はこの関係を用いて、空中爆発の際の理論波形を計算して実際の観測波形との比較を行なった。またこの大気モデルと海洋のカプリングの関係から、1883 年の Krakatoa 火山爆発の際に San Francisco で得られた潮位記録との比較を行い、ここで海面変動を生じさせたのが重力波 GR_0 -mode であることを確かめた(Harkrider & Press, 1967)。

3. 1964 年 Alaska 地震によって生じた気圧波

1964 年 3 月 28 日には 20 世紀最大といわれた Alaska 地震 (Mw~9.2) が発生し、この時には震央距離 3,127~3,840 km にあるカリフォルニア州 Berkeley と San Diego 周辺の観測点で、群速度約 319 m/s、振幅~4Pa、周期 14 分にも及ぶ異常な気圧波が観測された(Bolt, 1964; Donn & Posmentier, 1964; Mikumo, 1968)。この気圧波の群速度と位相速度は先に求められた acoustic mode と gravity mode の理論値(Press & Harkrider, 1962)に合致した。この地震の震源域は震央から SW 方向に伸び、平均 1.5~5.0 m の隆起地域 800 km×100 km と、平均 1.0~1.5 m の沈降地域 800km×150 km に及んだ(Plafker, 1965)。Mikumo(1968)は上の Harkrider の理論をこのように source が有限の広がりを持つ場合に拡張し、この震源域を 4 地域に分け、平均隆起量と沈降量を考慮して acoustic-gravity wave の理論波形を計算して、観測波形を一応説明出来ることを確かめた。これによって、観測された異常な長周期気圧波がこの巨大地震に伴って 3 min 以内に起こった地殻変動によって発生したことが明らかになった。またこの地震後、振幅 2-3Pa、周期 20-27s 程度、群速度 312~316 m/s のやや短周期の気圧波 infrasound がアメリカ大陸中〜東部の 3 観測点 Boulder, Boston および Washington (震央距離 3,700~5,700 km)でも記録された(Young & Greene, 1982)。

またこのような短周期の気圧波の到着に先立ち、Alaska では ionosonde (Leonard & Barnes, 1965)により、また Colorado では Doppler sounder (Davis & Baker, 1965; Row, 1967)によって 400 m/s~2 km/s で進行する電離層の擾乱が観測されたが、これは地表からほぼ垂直に上昇した気圧波(音波)によって起こされた電離層の動きによるものと解釈されている(Cook & Baker, 1965)。このような現象は 1968 年十勝沖地震(Mw=7.9)の際にも観測され、震央から約 5,900 km にある Honolulu の観測点では、周期約 2 min

の 10 MHz の Doppler 記録の波形が、伝播して来た地震 Rayleigh 波の波形に良く対応していることが見
出され(Yuen *et al.*, 1969)、前者は Rayleigh 波によって励起された acoustic-gravity wave が高度約 300 km
に達して電離層の擾乱を発生させたと考えられている。

4. 2004 年 Sumatra-Andaman 地震によって生じた気圧波

2004 年 12 月 24 日には過去最大といわれる Sumatra-Andaman 地震($M_w=9.2$)が発生し、この地震に
よる大規模な津波で沿岸各地に大きい被害を生じた。この地震の震源域はインド洋内で延長約 1,500km に
及んだ。この地震によって生じた気圧波は周辺の Diego Garcia(I52GB)、Madagascar(I33MG)、
Kenya(I32KE)、Palau(I39PW)の(震央距離 2,720 - 6,310 km)の IMS 観測点 (第 9 節参照) で観測され
(Garces *et al.*, 2005; Le Pichon *et al.*, 2005)、low-pass filtering によって得られた重力波の波形は、周期 6
- 7 min, 最大振幅 0.8 - 2.0 Pa、群速度 307-314 m/s の範囲にあって、良く対応している。またこの気圧波
は震央距離約 5,600km にある日本列島中部の 4 観測点でも観測され、日変化を除去したあとの波形は良
く対応し、振幅 7-12 Pa、12 min 程度の長周期の波形が見られた (Mikumo *et al.*, 2008)。さらに 1964
年 Alaska 地震の場合と同様、高度 220 km までの標準大気温度構造に対する Harkrider (1964)の速度分
散曲線と地表の source-receiver response を用い、長大な震源域の各部分での地殻上下変動量と立ち上
がり時間に種々の値を与え、これらの観測点での acoustic wave と gravity wave の合成波形を計算して観測
波形との比較が行われた。今の場合、震源域の大部分は海底にあるが、この逆断層地震によって生じる海
底の地殻変動の波長が海の平均の深さより十分大きく、かつ、この変動が 2 - 3 min 内に起こる場合には、
海面の変動(swelling と depression)は海底の変動にほぼ追従することが、過去の津波の理論的研究
(Kajiura, 1963, 1970)によって確かめられている。この結果、各地で観測された気圧波の波形と振幅は、
Sumatra-Andaman 地域のうち、南部の Nicobar 諸島付近の長さ約 800 km、幅約 200 km の地域で平均
隆起量が 4 m を超え、これが 1.0-1.5min の間に起こったと考えれば説明できることが明らかになった
(Mikumo *et al.*, 2008)。この時定数は地震が起こってから津波が発生するまでに要した時間を示すものと
考えられる。

一方、この地震に際しても、電離層の擾乱が GPS 観測による TEC の変動(Heki *et al.*, 2006; Otsuka *et al.*,
2006; DasGupta *et al.*, 2006)や、地磁気の pulsation (Iyemori *et al.*, 2005)、Doppler sounding (Liu *et al.*,
2006)などでも観測された。特に Heki *et al.* (2006)は、地震発生後の 10-15min 後に生じた周期 4-5 min
の約 1 km/s で伝播する TEC の擾乱を acoustic-gravity wave の伝播に関連づけ、震源域での破壊の伝播
速度と、各地域の相対的隆起変位を議論している。

5. 地震などにより発生した気圧波の高層大気への伝播

大地震や第 8 節に述べる火山大爆発などから発生した音波と重力波が電離層を含む高層大気へまで伝播
する現象を説明するために、多くの理論的研究も行われた(例えば Francis, 1973, 1975; Yeh & Liu, 1974;
Blanc, 1985)。Francis (1973)は dissipation と thermal conductivity を含む realistic な上層大気構造中
では、周期 2 時間にも及ぶ長周期の acoustic-gravity waves が 300 - 700m/s の速度で F 層中を伝播して電
離層の擾乱(TID's)を励起し得ることを示した。また Yeh & Liu (1974)は核爆発、化学爆発、地震、隕石落
下などによって生ずる acoustic-gravity wave が下層大気から高層大気へ伝播する際のカプリングのメカ
ニズムについて検討を行なっている。

また 1994 年南カリフォルニアの Northridge 地震($M_w=6.7$)の際には、GPS 観測網によって震央から
1,000 km 離れた地点に到るまで、5 min 程度の周期を持つ電離層内の TEC の変化が観測され、これが 300
- 600 m/s の速度で伝播したことが確かめられている(Calais & Minster, 1995)。Davis & Archambeau
(1998)は、種々のタイプの浅い地震や地下爆発による短周期でかつ大振幅の表面波から発生した気圧波を、
ARDC 標準大気と非線形の影響を考慮してモデル化し、TEC の原因がこの地震から生じた気圧波である
ことを理論的に証明した。また 1999 年 Turkey、2000 年 Southern Sumatra、2001 年 Central America
など各地震の際には、GPS 観測によって周期 180 - 390 s の電離層の擾乱が観測され、この位相速度は F
層内の音波速度 1.1 - 1.3 km/s に近いことが明らかになった(Afraimovich *et al.*, 2001)。また
Sumatra-Andaman 大地震に関する Shinagawa *et al.* (2007)の数値シミュレーションによれば、大気-電
離層モデル(MSISE-90)の下に地震発生による 1m/s の上向きの大気の変位速度変化があった場合、音波は 10

min 後に thermosphere に達して 100 m/s の振動を開始し、この擾乱が 30 min 後には震央直上より水平方向に 1500 km、60 min 後には 2500 km の距離に達することや、震源地域上では地表と上層大気下面の間にトラップされた 3・5 min 周期の大気振動 acoustic-gravity wave を生ずることなどが明らかになった。

6. 地表を伝播する Rayleigh 波によって励起される気圧波 (Ground-coupled air waves)

大地震の際に発生した Rayleigh 波の伝播に伴って気圧波が発生することは 1950 年頃から指摘されていたが、先に述べた 1964 年 Alaska 地震の際にはアメリカ大陸内の観測点 6 ヶ所でこのような infrasound 気圧波が観測された(Donn & Posmentier, 1964; Young & Greece, 1982)。観測された気圧波は数秒〜20 秒程度の周期を持ち、振幅は最大でも数 Pa 程度で、伝播速度が 2・3 km/s であることから、地震によって発生した Rayleigh 波が観測点を通過する際、あるいは付近の山脈などで反射した時に生じたものと考えられている。

日本国内での最初の顕著な観測としては、1995 年兵庫県南部地震(Mw=7.2)の際、愛知県刈谷(震央距離約 185 km)の音波 3 点アレー観測網(第 8 節参照)で記録された infrasound が挙げられる。観測された波形は継続時間約 15min、最大振幅約 2 Pa で、3 点間で良く対応し、これから得られる水平位相速度は 1.0 km/s を超える(Tahira, 1996)。この infrasound の到着時刻は、比較的近い大山地震観測所で観測された振幅約 1 cm/s の地震波の到来時刻にほぼ対応することから、この振幅の大きい Rayleigh 波によって励起されたと考えられる。一方、この地震動は 4〜5 min 以内に収束しているのに対し、infrasound の波形にはさらに約 5 min と 7.5 min 後に振幅の大きい 2 つの later phase の波群の到着が認められ、全体として 10 min 程度継続している。これらの水平位相速度は音波速度に近く、また波群の到来方向は震央からの方向から北寄りに僅かにずれる。このことから、第 1 の波群は Rayleigh 波が進行中に途中の山脈などに衝突したために励起された infrasound と考えられるが、第 2 の波群は約 375 m/s の群速度を持つため、震央から直接音波として伝播して来た可能性が考えられる (Tahira, 1996)。なおこのような infrasound は 1993 年北海道南西沖地震(Mw=7.8)(震央距離約 871 km)と 1994 年北海道東方沖地震(Mw=8.1) (震央距離約 1,300 km)の際にも観測された(田平、私信 2010)。

なおこの他の最近の顕著な例としては、2003 年十勝沖地震(Mw=8.3)の際、日本列島内の 9 観測点に併設した微気圧計と広帯域地震計の両方で周期 15-50 s、振幅 3 Pa 以下で、速度 3.2 km/s で通過する波が約 20s 間良く対応して記録された。この双方から、seismic-infrasound pressure transfer function が周波数毎のスペクル比から計算され、10・50s の範囲では振幅比、位相差スペクトルの両方がほとんど一定であることが明らかにされた。この結果から観測された周波数と波長の範囲では、気圧変化 p_0 、空気密度 ρ_0 、地表付近の音波速度 c_0 、地表面の変位速度 w_0 の間に $p_0 = \rho_0 c_0 w_0$ の近似的関係が成り立つことが確かめられた(Watada *et al.*, 2006)。ただこの関係は周波数が大気構造の cutoff 周波数に近くなり、また波長が大気の scale height に近づくと成り立たないことが明らかである。さらにこの地震の際に韓国の 2 観測点 CHNAR と TJI (震央距離約 1,500 km) で、地震波に同期した infrasound が 0.01・16 Hz の範囲で見出された(Kim *et al.*, 2004)。

上のような地表を伝播する Rayleigh 波によって励起された infrasound の観測例は、その後 IMS 観測網(第 9 節)でも多数報告されている。

7. 津波によって生じた重力波の電離層での検出

一方、大地震によって起こされた津波が伝播する際に気圧波が励起される可能性があることは、以前から指摘されていたが(Peltier & Hines, 1976)、2001 年 Peru 地震(M=8.1)に伴って生じた振幅 10・40 cm、周期 20・30 min の津波が約 22 時間後に日本近海へ到着した際、GPS 観測網 GEONET によって電離層の TEC の変化が観測された(Artru *et al.*, 2005)。このような現象は、大気密度が高度とともに exponential の形で減少し、高度 150・600 km の電離層では運動エネルギーを保持するために気圧波の速度擾乱が地表に比べて 10^4 倍にも増幅される可能性(Blanc, 1985)があるためと考えられている。また長周期の津波が上層大気に重力波を発生させることは最近の数値シミュレーション(Watada, 2009)からも確かめられている。

8. 大規模火山爆発から生じた気圧波

大規模火山爆発から生じた気圧波はこれまでたびたび観測されている。1963 年 5 月の Bali 島 Mount

Asung 火山爆発の際には、14,700 - 16,300 km の距離にあるアメリカ大陸の Boulder, Boston、および Washington の 3 観測点で気圧波が観測され、周期 70~140 s、最大振幅 7~10 Pa、伝播速度 268~288 m/s の acoustic wave の波群が最長 8 時間以上記録された(Goerke & Cook, 1963)。なお Washington では逆方向に伝播した振幅 2.4 Pa、速度 305 m/s の波 A2 も観測された。次いで 1967 年 12 月から 1968 年 5 月にかけてアラスカの Trident および Redoubt の火山爆発があり、この時に生じた振幅 2~10 Pa の気圧波が College と Palmer の 2 観測点で観測された。観測点までの距離は Trident から 843 km および 510 km、Redoubt から 550 km および 236 km で、気圧波の位相速度は 239~275 m/s であった。観測された波には 2 つの波群があり、最初の波群は高周波（周期 10~30 s）の infrasound が卓越し水平速度 329 m/s で、下層大気中の下部の音波チャンネル内を伝播し、次の波群は水平速度 433 m/s でやや低周波（周期 60~90s）が卓越し、上部の音波チャンネル内を伝播した acoustic wave と考えられている(Wilson & Forbes, 1969)。

九州の桜島火山は従来からたびたび噴火を繰り返して来たが、1955 年以来活動が活発化して、1979 年 9 月から 1980 年 6 月の期間には 100 回以上の活動があり、これらの噴火活動から生じた気圧波は、火口近傍の他、東北東に約 710 km の距離の刈谷を中心とする 3 観測点アレーで、26 回観測された(Tahira, 1982)。観測された高周波 infrasound の平均周期は約 5.4 s、伝播速度 303 - 338 m/s、最大振幅は 3 Pa 以内であった。観測された各イベントの 1~2 min 程度の継続時間と伝播速度を説明するため、高度 50 km 以下の温度構造と偏西風の風速を考慮して ray tracing を行った結果、この波は tropopause と地表との間を重複反射しながら伝播したために生じたと考えられている (Tahira, 1982)。さらに 1984 年および 1985 年夏季に観測された 91 回の爆発から生じた infrasound には 2 つのタイプがあり、走時 49 min 弱、周期 11~12 s、振幅 0.2~0.3 Pa の特徴的な 2,3 の孤立的波形が含まれる場合と、走時 50 min 以上、周期 15 s、振幅 0.2 Pa で波形が孤立的でない場合が記録されている。これらを説明するために、夏季に対する標準的の温度構造に加え、大気潮汐による風の成分を考慮して ray tracing を行った結果、前者は thermosphere 内で 2 回反射し、後者は 3 回反射した後、観測点へ到達したことが明らかになった(Tahira, 1988a)。さらに thermosphere 内のこれらの ray path について、大気の realistic な温度構造と密度分布、音波の拡散の影響、平均的風速や、さらに反射点付近での波線の caustic の影響を含め、伝播する infrasound の波形の変化を数値的に計算した。さらに観測計器の周波数特性を考慮して理論的に期待される波形を求め、刈谷観測点で観測された波形と比較して、thermosphere 内で 2 回と 3 回重複反射した場合の波形を良く説明できることが示された(Tahira, 1988b)。

1980 年 5 月 18 日には Mount St. Helens が大爆発を起こし、この時に発生した気圧波は世界各地で観測された(例えば Donn & Balachandran, 1981; Liu *et al.*, 1982)。距離 927 km にある Berkeley では直達波 A1 のほか、地球を反対側に伝播した波 A2 と、同じ方向に地球を一周した波 A3 が記録された(Bolt & Tanimoto, 1981)。記録された約 5~8 min の周期を持つ直達波は群速度 308 m/s、振幅 35 Pa の大きい重力波であった。上述の 1964 年 Alaska 地震の場合と同様、計算による合成波形と、この気圧波の観測波形との比較が試みられた結果、第 1 の爆発は約 30 s 継続してやや広い範囲に亘って高速で水平方向に拡大し、約 6 分後に第 2 の垂直方向の噴火が発生したと考えられることや、地球を一周した波 A3 との振幅の比較から、下層大気中の減衰は $Q=1,500$ 程度の大きさであることなどが明らかになった(Mikumo & Bolt, 1985)。この爆発のエネルギーは 4×10^9 MJ と見積もられている。

また Doppler 観測(Liu *et al.*, 1982)と TEC (total electron content)の観測から、気圧波の伝播によって大規模な電離層の擾乱が長時間継続したことも明らかになった(Roberts *et al.*, 1982)。この爆発後の電離層の擾乱は日本の関東地方の 3 観測点でも TEC と HF(5 - 8 MHz)の Doppler sounder で観測され、9 - 10 min の周期を持ち、大円経路に沿い 302 m/s の水平群速度で伝播したことが明らかにされている(Ogawa *et al.*, 1982)。またこれと同時に、気象庁の地表での 8 観測点では 4~5 min の周期で振幅 10 Pa 程度の重力波による微気圧変化が観測された。この両方の観測から、爆発によって生じた気圧波が上向きに上昇した後、電離層内の音波チャンネルの内部を Lamb wave として伝播したために生じたものと考えられ、realistic な大気モデルと電離層の電子密度を考慮した理論計算からも確かめられている (Liu *et al.*, 1982)。

1982 年 3 月 29 日から 4 月 4 日にかけてメキシコ El Chichon 火山が爆発し、この時に生じた気圧波が 1797 km 南方のテキサス州 McKinney に近い SRO 観測所のアレーで観測された。5 回の爆発のエネルギーは最大 2.0×10^{10} MJ と推定されている。記録された気圧波の継続時間は 3 回が約 80 min、このうち周期が 300 s 以上の長い重力波 GR₀ の最大振幅は 8~16 Pa、音波 S₀, S₁, S₂ などが重複している場合のみか

け上の周期は130~225 s、最大振幅4~9 Paの大きさであった(Mauk, 1983)。

1991年6月15-17日にはフィリピンのPinatubo火山がさらに大規模な爆発(~10¹¹ MJ)を起こし、火山から21 kmの距離にあるClark観測点で観測された気圧波の最大振幅は300 Paに達した(Kanamori & Mori, 1992)。

この一連の火山活動によって生じたinfrasonic wave A1は、東北方約2,270 kmにある刈谷観測点のアレーで2 h 45~54 min後に観測され、総計約10時間継続した。この波はそれぞれ34~36 min継続する振幅0.25~0.48 Paの4波群より成り、約8時間後には大爆発によると思われる最大振幅1 Paを超える波群が3時間継続したが、これらの波群の位相速度は265~280 m/sであった(Tahira *et al.*, 1996)。さらに最初の活動から約35時間後には、反対側の大円経路を伝播した速度291 m/sのA2波、およびさらに2時間後には地球を一周した伝播速度314 m/sのA3波も約0.1 Paの振幅で観測された。これに加え、日本列島内の気象庁の5観測点では約3時間50分継続する最大振幅10 Paを超えるacoustic-gravity waveの波群が記録され、最長の周期は13.9 min、伝播速度は300 m/sであった(Igarashi *et al.*, 1994; Tahira *et al.*, 1996)。

一方この火山爆発によって3.68および4.44 mHz(周期272 sと225 s)にスペクトルのピークを持つようなbichromaticな表面波が励起され、世界各地の地震観測点の超長周期地震計と重力計で少なくとも2時間以上記録された。これらの波群の群速度と振動方向から、この波は従来観測されたことがないRayleigh波と考えられる(Widmer & Zürn, 1992; Zürn & Widmer, 1996)。このような長周期の地震波を励起した1つのモデルとして、火山爆発によって熱エネルギーが連続的に空中に供給されて大気の振動を起こし、これが地球表面との間にacoustic couplingを起こしたためと考えられている(Kanamori & Mori, 1992)。これを説明するために、等温大気構造に10¹¹ MJのエネルギーを持つmass injectionとenergy injectionの2つの異なるメカニズムのsingle forceを与えると、振幅50~100 Pa、周期275 sと304 sのacoustic modeとgravity modeの両方の気圧波が発生することが確かめられた(Kanamori *et al.*, 1994)。

さらにこの時の爆発では、日本の電離層観測網のHF Doppler記録とTECのデータの両方に約20 min周期の電離層の擾乱が観測され、約290 m/sの水平速度で伝播した重力波によるものと解釈されている(Igarashi *et al.*, 1994)。同様な電離層の擾乱はTaiwanの4観測点でも4回に亘り、周期16~30 min、伝播速度131~259 m/sが観測された(Cheng & Huang, 1992)。

9. International Monitoring System (IMS)

第1節に述べた、1954年の核爆発による気圧波(気圧微変動)の山元先生の最初の観測後も、このような実験は継続されていたが(Donn & Shaw, 1967)、1963年になって米国、英国と当時のソヴィエトの間で、核実験を地下に限定する部分的実験禁止条約PTBTが成立した。その後33年を経て、1996年には包括的実験禁止条約Comprehensive Test Ban Treaty (CTBT)が国連に提出されて調印の機会が開かれ、2008年末までに182カ国がこれに調印し、これまで153国で条約が批准されている。

この条約にもとづく国際監視システムInternational Monitoring System(IMS)により現在までに、地震、気圧波、水中音波、放射能などの321観測点が地球上に可能な限り一様に分布するように設置された。このうちinfrasound気圧波観測は最重点項目で、現在60観測点を有し、地球上での1 KTの爆発も検知できるよう配置されている。このような観測は本来のCTBTの目的のみならず、気象災害や地球物理学的研究にも役立つことが期待されている。このIMSについては、最近Springerから刊行されたInfrasound Monitoring for Atmospheric Studies (Eds. A. Le Pichon, E. Blanc & A. Hauchecome, 2010)に、詳しく述べられている。

このネットワークの各観測点は口径1~3 kmの7~8点のセンサー・アレーから成り、各センサーは1 Hzで~5 mPa以内のノイズに抑えられ、0.02~4 Hzの帯域でフラットなレスポンスを持つよう設計されており、20 Hzでサンプリングされた観測データは中央の記録室からウィーンの国際データ・センター(IDC)へ送られる。アレーの形状の設計や各アレーからの観測データの空間的な相関、さらに風による微気圧変動、0.12~0.35 Hz帯のmicrobaromなどについてはChap.2 (Christie & Campus, 2010)に、またinfrasoundシグナルの波形相関による検出、PMCCと呼ばれる到着時刻、周波数、水平方向の伝播速度などによる波形のグルーピング、振幅の決定、顕著な位相の検出などのデータ処理などについてはChap.3 (Brachet *et al.*, 2010)に述べられている。またDrob *et al.* (2003)は、170 km以下の下層大気について、温度構造と風速を含むG2Sと称するシステムを構築し、このシステムとray tracingを用いて0.02~10 Hz

の infrasound の伝播様式を標準化している。

IMS 観測点が整備されて以後、比較的大きい火山爆発によって発生した気圧波が観測されたのは、2006 年 5 月の Kamchatka 半島にある Bezymianny 火山と Karymsky 火山爆発によるもので、半島の Petropavlovsk の IS44 とアラスカの Fairbanks にある IS53 両観測点で観測され、また 2005 年 1 月の Papua New Guinea の Manam 火山爆発の際には多数の観測点で気圧波が観測された(Campus & Christie, 2010)。

2006 年 10 月には北朝鮮による地下核実験(推定 0.5~1.5 KT)が行われ、IMS 地震観測網や津波早期警戒観測網地震計により、 $M=4.0 \sim 4.2$ の大きさの地震に相当する地震波が観測された。この時に気圧波が発生したかどうかは確認されていないが、日本の上空約 300 km の電離圏で電子数の変動があったことが A. Saito の解析から明らかにされている(京大地球物理研究の百年、p.27)。

一方、大地震によって発生した infrasound 気圧波は、2001 年 Peru Arequipa 地震($M_w=8.4$)の際の IS08 観測点(Bolivia ; 震央距離 530 km) (Le Pichon *et al.*, 2002)、2001 年中国 Kunlun 山脈地震($M_w=8.1$)の際の I34MN 観測点 (Mongolia ; 距離 1,880 km)、(Le Pichon *et al.*, 2003)、2002 年アラスカ Denali 断層地震($M_w=7.9$)の際の I53US 観測点 (Fairbanks ; 距離 150 km) (Olson *et al.*, 2003)、2004 年 Sumatra-Andaman 地震($M_w=9.2$)(第 4 節)の際のインド洋周辺の数観測点、2005 年北部 Chile 地震($M_w=7.8$)の際の IMS の 3 観測点(Bolivia, Brazil, Peru ; 距離 410 ~ 2,300 km)(Le Pichon *et al.*, 2006)などで観測された。Sumatra 地震の場合を除き、震央距離 150 ~ 2,300 km で観測された infrasound 気圧波の周期は 2 - 10 s, 振幅 0.5 - 2 Pa, 群速度 340 - 360 m/s の範囲にある(Mikumo & Watada, 2010)。これらの多くの場合には、震央付近で発生した気圧波の到着に先立ち、第 6 節に述べたような Rayleigh 波の進行に伴って励起された気圧波 ground-coupled infrasonic waves も観測されている。

さらに、この IMS とは独立に、New Mexico の Los Alamos 国立研究所は独自の気圧波観測網を構築し、ユタ州やネヴァダ州の観測点とあわせて、1983-2002 年の間に起こった震央距離 165 ~ 4,000 km にある 31 個の大・中地震によって発生した気圧波の観測結果をまとめている(Mutschlecner & Whitaker, 2005)。また $M_w > 7.8$ の大地震 12 個の場合の IMS による気圧波の観測結果も Le Pichon *et al.*(2006)によってまとめられており、上の場合と同様、震央距離で正規化した気圧波の振幅と継続時間や地震のマグニチュードとの関係の経験則が論じられている。ただこれらの結果は観測計器の周波数特性のため、何れも周期 10s 以内の短周期の infrasound 気圧波に対するものである。

10. おわりに

山元龍三郎先生による気圧微変動 microbarographic oscillations の研究が、その後 どのように発展して来たかを概観した。第 1 節でも触れたように先生の研究は、一方では高層大気への acoustic-gravity wave の伝播とこれによる電離層の擾乱の研究へ、他方では下層大気内の高周波 infrasound の伝播の観測とその発生源、例えばオーロラ、積乱雲、流星、ロケット、中規模火山爆発などの研究へと、道を拓いた極めて重要なものであった。ただ筆者の専門分野もあって、ここでは大きい地震や大規模火山爆発によって発生した気圧波の伝播の観測結果に重点をおき、その他の発生源には触れていないので、全体としては十分な記述になっていない。現在このような問題は地磁気世界資料解析センターの家森教授グループが組織的な研究を精力的に行っているとのことなので、今後の発展と新しい成果を期待したい。また先生の最初の観測を契機として、それまで各国で継続的に行われていた核実験の包括的禁止条約 CTBT の発効を目指して IMS が設置され、現在までに大きい成果を挙げつつあることは重要な進展と言えよう。

謝辞： この原稿には、山元龍三郎先生と田平誠氏に目を通して頂き、貴重なコメントを頂いたことを感謝します。

参考文献

- Afraimovich, E.L., N.P. Perevalova, A.V. Plotnikov and A.M. Uralov (2001), The shock-acoustic waves generated by earthquakes, Ann. Geophys. 19, 395-409, 2001.
- Artru, J., V. Ducic, H. Kanamori, P. Lognonné and M. Murakami (2005), Ionospheric detection of gravity waves induced by tsunamis, Geophys. J. Int., 160, 840-848.

- Ben-Menahem, A. (1975), Source parameters of the Siberia explosion of June, 1908, from analysis and synthesis of seismic signals at four stations, *Physics of Earth & Planet. Int.* 11, 1-35.
- Bolt, B.A. (1964), Seismic air waves from the great Alaskan earthquake, *Nature*, 202, 1095-1096.
- Bolt, B.A. and T. Tanimoto (1980), Atmospheric oscillations after the May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens, *EOS*, 62(23), 529-530.
- Blanc, E. (1985), Observations in the upper atmosphere of infrasonic waves from natural and artificial sources: A summary, *Ann. Geophys.*, 3 (6), 673-688.
- Brachet, N., D. Brown, R. LeBras, Y. Cansi, P. Mialle and J. Coyne (2010), Monitoring the Earth's atmosphere with global IMS infrasound network, Chap.3 in *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies*, eds. A.LePichon, E. Blanc & A. Hauchecorne, pp.77-118.
- Calais, E. and J.B. Minster (1995), GPS detection of ionospheric perturbation following the January 17, 1994, Northridge earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 22(9), 1045-1048.
- Cheng, K. and Y.N. Huang (1992), Ionospheric disturbances observed during the period of Mount Pinatubo explosions in June 1991, *J. Geophys. Res.* 97 (A11), 16,995-17,004.
- Christie, D.R. and P. P. Campus (2010), The IMS International network: Design and establishment if infrasound station, Chap.2 in *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies*, eds. A.LePichon, E. Blanc & A. Hauchecorne, pp. 22-75.
- Cook, R. K. and D.M. Baker (1965), Ionospheric motions caused by Rayleigh waves, *Trans. AGU*, 46, 55.
- DasGupta, A., A. Das, D. D. Hui, K. K. Bandyopadhyay and M. R. Sivaraman (2006), Ionospheric perturbations observed by the GPS following the December 26th, 2004 Sumatra-Andaman earthquake, *Earth Planets Space*, 58, 167-172.
- Davis, J.B. and D.M. Baker (1965), Ionospheric effects observed around the time of the Alaskan earthquake of March 28, 1964, *J. Geophys. Res.*, 70, 1251-1253.
- Davis, J. B. and C. B. Archambeau (1998), Modeling of atmospheric and ionospheric disturbances from shallow seismic sources, *Phys. Earth & Planet. Int.* 105, 183-199.
- Donn, W.L. and M. Ewing (1962), Atmospheric waves from nuclear explosions, *J. Geophys. Res.*, 67, 1855-1866.
- Donn, W.L. and E.S. Posmentier (1964), Ground-coupled air waves from the great Alaskan earthquake, *J. Geophys. Res.*, 69, 5357-5361.
- Donn, W.L. and D.M. Shaw (1967), Exploring the atmosphere with nuclear explosions, *Rev. Geophys.*, 5, 53-82.
- Donn, W.L. and N.K. Balachandran (1981), Mount St. Helens eruption of 18 May 1980: Air waves and explosive yield, *Science*, 213, 539-541.
- Drob,D.P., J.M. Picone and M.A. Garces (2003), The global morphology of infrasound propagation, *Geophys. Res. Lett.*, 108; doi:10.1029/2002JD003307.
- Francis, S.H. (1973), Acoustic-gravity waves and large-scale traveling ionospheric disturbances of a realistic, dissipative atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 78, 2278-2301.
- Francis, S.H. (1975), Global propagation of atmospheric gravity waves: A review, *J. Atmos. & Terr. Physics*, 37, 1011-1054.
- Garces, F.H., P. Caron and C. Hetzler (2005), Deep infrasound radiated by the Sumatra earthquake and tsunami, *EOS*, 86(35), 317-319.
- Goerke, V.H., J.M. Young and R.K. Cook (1965), Infrasonic observations of the May 16, 1963, volcanic explosion on the Island of Bali, *J. Geophys. Res.*, 70, No.24, 6017-6022.
- Harkrider, D.G. (1964), Theoretical and observed acoustic-gravity waves from explosive sources in the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 69, 5295-5321.
- Harkrider, D.G. and F. Press (1967), The Krakatoa air-sea waves: an example of pulse propagation in coupled systems, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 13, 149-159.
- Hedin, A.E. (1991), Extension of the MSIS thermospheric model into middle and lower atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 69, 1159-1172.
- Heki, K., Y. Otsuka, N. Coosakul, N. Hemmakom, T. Komolmis and T. Murayama (2006), Detection of ruptures of Andaman fault segments in the 2004 great Sumatra earthquake with coseismic ionospheric disturbances, *J. Geophys. Res.*, 111, B09313, doi:10.1029/2005JB004202.
- Hines, C.O. (1960), Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights, *Can. J. Phys.*, 38, 1141-1481.
- Hunt, J.N., R. Palmer and W. Penney (1960), Atmospheric waves caused by large explosions, *Trans. Roy. Soc. London, A.* 252, 275-315.
- Igarashi, K., S. Kaminuma, I. Nishimura, S. Okamoto, H. Kuroiwa, T. Tanaka and T. Ogawa (1994), Ionosphere and atmospheric disturbances around Japan caused by the eruption of Mount Pinatubo on 15 June, 1991, *J. Atmos. & Terr. Physics*, 56, 1227-1234.
- Iyemori, T., M. Nose, D. Han *et al.* (2005), Geomagnetic pulsations caused by the Sumatra earthquake of December 26, 2004, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L20807, doi: 10.1029/2005GL0240083.

- Kajiura, K. (1963), The leading wave of a tsunami, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 41, 535-571.
- Kajiura, K. (1970), Tsunami source, energy and directivity of wave radiation, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 48, 835-869.
- Kanamori, H. and J. Mori (1992), Harmonic excitation of mantle Rayleigh waves by the 1991 eruption of Mount Pinatubo, Philippines, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 721-724.
- Kanamori, H., J. Mori and D.G. Harkrider (1994), Excitation of atmospheric oscillations by volcanic eruptions, *J. Geophys. Res.*, 99(B11), 21,947-21,961.
- Kim, T.S., C. Hayward and B. Stump (2004), Local infrasound signals from the Tokachi-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 31: L20605, doi: 10.1029/2004GL021178.
- Leonard, R. S. and R.A. Barnes (1965), Observation of ionospheric disturbances following the Alaskan earthquake, *J. Geophys. Res.*, 70, 1250-1253.
- Le Pichon, A., J. Guilbert, A. Vega, M. Garces and N. Brachet (2002), Ground-coupled air waves and diffracted infrasound from the Arequipa earthquake of June 23, 2001, *Geophys. Res. Lett.* 29(18), :1886, doi:10.1029/2002GL015052.
- Le Pichon, A., J. Guilbert, M. Vallee, J.X. Dessa and M. Ulzibat (2003), Infrasonic imaging of the Kunlun Mountains for the 2001 China earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 30(15), 1184., doi:10.1029/2003GL017581..
- Le Pichon, A., P. Henry, P. Mialle, J. Vergos, N. Brachet, M. Garces, D. Drob and L. Ceranna (2005), Infrasonds associated with the 2004-2005 large Sumatra earthquake and tsunami, *Geophys. Res. Lett.*, 32:L19802, doi:10.1029/2005GL023893.
- Le Pichon, A., P. Mialle, J. Gilbert and J. Vergoz (2006), Multistation infrasonic observations of the Chilean earthquake of 2005, June 13, *Geophys. J. Int.*, 167, 838-844.
- Liu, C., H. J. Kostermeier, K.C. Yeh, T.B. Jones, T. Robinson, O. Holt, R. Lettinger, T. Ogawa, K. Sinno, S. Kato, A.J. Bedard and L. Kersley (1982), Global dynamic responses of the atmosphere to the eruption of Mount St. Helens on May 18, 1980, *J. Geophys. Res.*, 87 (A8), 6281-6290.
- Liu, J.Y., Y.B. Tsai, S.W. Chen, C.P. Lee, Y.C. Chen, H.Y. Yen, W.Y. Chang and C. Liu (2006), Giant ionospheric disturbances excited by the M9.3 Sumatra earthquake of 26 December 2004, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02103, doi:10.1029/2005GL023963.
- Lognonné, P. (2010), Seismic waves from atmospheric sources and atmospheric/ ionospheric signature of seismic waves, Chap. 10 in *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies*, eds. A. Le Pichon, E. Blanc & A. Hauchecorne., pp. 281-304.
- Maeda, H. (1959), Geomagnetic disturbances due to nuclear explosions, *J. Geophys. Res.*, 64 (7), 863-864.
- Mauk, F.J. (1983), Utilization of seismically recorded infrasonic-acoustic signals to monitor volcanic explosions: The El Chichon sequence 1982 —A case study, *J. Geophys. Res.*, 88 (B12), 10,385-10,401.
- Mikumo, T. (1968), Atmospheric pressure waves and tectonic deformation associated with the Alaskan earthquake of March 28, 1964, *J. Geophys. Res.* 73, 2009-2025.
- Mikumo, T. and B.A. Bolt (1985), Excitation mechanism of atmospheric pressure waves from the 1980 Mount St. Helens eruption, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 81, 445-461.
- Mikumo, T., T. Shibutani, A. Le Pichon, M. Garces, D. Fee, T. Tsuyuki, S. Watada and W. Morii (2008), Low-frequency acoustic-gravity waves from coseismic vertical deformation associated with the 2004 Sumatra-Andaman earthquake (Mw=9.2), *J. Geophys. Res.* 113, B12402, doi:10.1029/2008JB005710.
- Mikumo, T. and S. Watada (2010), Acoustic-gravity waves from earthquake sources, Chap. 9 in *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies*, eds. A. Le Pichon, E. Blanc & A. Hauchecorne., pp. 263-279.
- Mutschlecner, J.P. and R.W. Whittaker (2005), Infrasound from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 110:1108, doi:10.1029/2004JD005067.
- Ogawa, T., H. Kumagai and Sinno (1982), Ionospheric disturbances over Japan due to the May 1980 eruption of Mount St. Helens, *J. Atmos. Terr. Phys.* 44, 10, 863-868.
- Olson, J.V., C.R. Wilson and R.A. Hansen (2003), Infrasound associated with the 2002 Denali fault earthquake, Alaska, *Geophys. Res. Lett.*, 30(23):2195, doi:10.1029/2003GL018568.
- Otsuka, Y., N. Kotake, I. Tsugawa, K. Shiokawa, T. Ogawa, E.S. Saito, M. Kawamura, T. Maruyama, N. Hemmakorn and T. Komolmis (2006), GPS detection of total electron content variations over Indonesia and Thailand following the 26 December 2004 earthquake, *Earth, Planets, Space* 58, 159-165.
- Pekeris, C.L., The propagation of a pulse in the atmosphere, 2, *Phys. Rev.*, 73, 145-154.
- Peltier, W.R. and C.O. Hines (1976), On the possible detection of tsunamis by monitoring of the ionosphere, *J. Geophys. Res.*, 81, 1995-2000.

- Pfeffer, R.I. and J. Zarichny (1963), Acoustic-gravity wave propagation in an atmosphere with two sound channels, *Geofis. Pura appl.*, 55, 175-199.
- Plafker, G. (1965), Tectonic deformation associated with the 1964 Alaska earthquake, *Science*, 148, 1675-1687.
- Press, F. and D.G. Harkrider (1962), Propagation of acoustic-gravity waves in the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 67, 3889-3908.
- Roberts, D.H., J.A. Klobuchar, P.F. Fougere and D.H. Hendrickson (1982), A large amplitude traveling ionospheric disturbances produced by the May 18, 1980, explosion of Mount St. Helens, *J. Geophys. Res.*, 87, 6291-6301.
- Row, R.V. (1967), Acoustic-gravity waves in the upper atmosphere due to a nuclear detonation and an earthquake, *J. Geophys. Res.* 72, 1599-1610.
- Scorer, R.S. (1950), The dispersion of pressure pulse in the atmosphere, *Proc. Roy. Soc., London, A*, 201, 137-157.
- Shinagawa, H. T., Iyemori, S. Saito and T. Maruyama (2007), A numerical simulation of ionospheric and atmospheric variations associated with the Sumatra earthquake on December 26, 2004, *Earth Planet Space*, 59, 1015-1026.
- Symons, G.J. (1888), The eruption of of Krakatoa and subsequent phenomena, Tribner, London.
- Tahira, M. (1982), A study of the infrasonic waves in the atmosphere, (II), Infrasonic waves generated by the explosions by the explosions of the Volcano Sakura-Jima, *J. Meteorol. Soc., Japan*, 60 (No.3), 896-907.
- Tahira, M. (1988a), A study of long range propagation of infrasonic waves in the atmosphere, (I) Observation of the volcanic infrasonic waves propagating through the thermospheric duct, *J. Meteorol. Soc., Japan*, 66 (No.1), 12-26.
- Tahira, M. (1988b), A study of long range propagation of infrasonic waves in the atmosphere, (II) Numerical study of the waveform deformation along the thermospheric ray paths, *J. Meteorol. Soc., Japan*, 66 (No.1), 27-37.
- Tahira, M. (1996), A study of infrasonic waves of the atmosphere, presented at the Meteorological Society of Japan, Nagoya, Japan.
- Tahira, M., M.Nomura, Y.Sawada and K.Kamo, (1996), Infrasonic and acoustic-gravity waves generated by the Mount Pinatubo Eruption of June 15, 1991, *Fire and Mud: Eruption and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, 601-613.
- Tanimoto, T. and J. Artru-Lamin (2007), Interaction of solid Earth, atmosphere, and ionosphere, *Treatise on Geophysics*, Elsevier, pp.421-444.
- Wares, G.W., K.W. Champion, H.L. Pond and A.E. Cole, (1960), Model Atmosphere, *Handbook of Geophysics*, 1-1-1-37, The Mcmillan Co.
- Watada, S., T. Kunugi, K. Hirata, H. Sugioka, K. Nishida, S. Sekiguchi, J. Oikawa, Y. Tsujii and H. Kanamori (2006), Atmospheric pressure change associated with the 2003 Tokachi-Oki earthquake, *Geophys.Res.Lett.*,33: L 24306doi:10: 1029 /2006 GL027967.
- Watada, S. (2009), Radiation of acoustic and gravity waves and propagation of boundary waves in the stratified fluid from a time-varying bottom boundary, *J. Fluid Mech.* 627, 367-377.
- Weston, V.H. (1961), The pressure pulse produced by a large explosion in the atmosphere, *Can. J. Phys.*,39, 993-1009.
- Whipple, F.J.W. (1930), The great Siberian meteor and the waves, seismic and aerial, whichit produced, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 56, 287-304.
- Widmer, R. and W. Zürn (1992), Bichromatic excitation of long-period Rayleigh and air waves by the Mount Pinatubo and El Chichon volcanic eruptions, *Geophys. Res. Lett.*, 19, No.8, 765-768.
- Wilson, C.H. and R.B. Forbes (1969), Infrasonic waves from Alaskan volcanic eruptions, *J. Geophys. Res.*, 74, No. 18, 4511-4522.
- Yamamoto, R. (1955), The microbarographic oscillations produced by the explosions of hydrogen bombs in the Marshall Islands, *Weather*, 10, 321-325.
- Yamamoto, R. (1956), The microbarographic oscillations produced by the explosions of hydrogen bombs in the Marshall Islands, *Bull. Am. Meteorol. Soc.* (1956), 57, 106-109.
- Yamamoto, R. (1957), A dynamical theory of the microbarographic oscillations produced by explosion of hydrogen bombs, *J. Meteorol. Soc. Japan*, 35, 32-40.
- Yeh, K.C. and Liu, C. (1974), Acoustic-gravity waves in the upper atmosphere, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 193-216.
- Young, J.M. and G.F. Greene (1982), Anomalous infrasound generated by the Alaskan earthquake of 28 March, 1964, *J. Acoust. Soc. Am.*, 71, 334-339.
- Yuen, F.C., P.F. Weaver, R.K. Suzuki and A.S. Furumoto (1969), Continuous, traveling coupling between seismic waves and the ionosphere evident in May 1968 Japan earthquake data, *J. Geophys. Res., Space Physics*, 24 (9), 2256-2264.
- Zürn, W. and R. Widmer, (1996), Worldwide observation of bichromatic long-period Rayleigh waves excited during the June 15, 1991, Eruption of Mount Pinatubo, *Fire and Mud: Eruption and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, 615-624.